

# СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ КАЙНОЗОЙСКИХ (ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ



В. С. Зыкин, А. Ю. Казанский

*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН,  
630090, Новосибирск, Университетский пр., 3, Россия*

Статья представляет собой обзор стратиграфических и палеомагнитных исследований крупнейшей впадины Горного Алтая — Чуйской котловины. Геологический разрез кайнозойских отложений впадины является одним из наиболее полных для кайнозоя Внутренней Азии. Рассматривается стратиграфическая последовательность выполняющих впадину отложений. Особое внимание уделено обсуждению дискуссионных вопросов и проблем стратиграфического расчленения и определения возраста стратиграфических подразделений. Обобщаются результаты палеомагнитных исследований кайнозойских отложений впадины. Указываются наиболее перспективные объекты для детальных палеомагнитных работ. Отмечается важность детального комплексного изучения кайнозойской последовательности Чуйской впадины как одного из наиболее полных разрезов Внутренней Азии.

*Кайнозой, Чуйская впадина, Горный Алтай, стратиграфия, палеомагнетизм.*

## ВВЕДЕНИЕ

Чуйская впадина — самая крупная межгорная котловина Горного Алтая. Она заполнена сложной построенной толщей континентальных отложений палеогена, неогена и плейстоцена. Мощности накопившихся в ней кайнозойских отложений достигает 1200 м [1]. В них содержатся разнообразные остатки ископаемых организмов — растений, остракод, пресноводных моллюсков, рыб и млекопитающих. Геологический разрез кайнозойских отложений впадины является одним из наиболее полных разрезов кайнозоя Внутренней Азии. В нем заключена почти непрерывная история геологического развития не только Чуйской впадины, но и всего Горного Алтая. В других впадинах Горного Алтая кайнозойские отложения обнажены значительно хуже и представлены фрагментарно.

Кайнозойские отложения в Чуйской впадине залегают на сильно размытой поверхности дислоцированных пород палеозоя и остатках мел-палеогеновой коры выветривания. Максимальной мощности они достигают вдоль южного борта Курайского хребта в наиболее прогнутой, северной части впадины — в Центральном-Чуйском прогибе. В южной прибортовой части их мощность составляет 120—125 м. Наиболее полно кайнозойские (дочетвертичные) отложения обнажены в западной и северной частях впадины, где они наиболее доступны для изучения. Отдельные выходы встречаются и вдоль южного борта. В центральной и восточной частях впадины палеогеновые и неогеновые отложения погребены под мощным чехлом четвертичных образований. Слабая изученность геологического строения и состава отложений в центральных частях впадины, разобщенность и неполнота конкретных разрезов, сильная фациальная изменчивость и местами значительная дислоцированность отложений в периферических частях впадины, а также неравномерное содержание в них палеонтологических остатков значительно затрудняют выделение и определение возраста конкретных геологических тел, отражающих этапность формирования впадины и приводят к существенным разногласиям в установлении общей стратиграфической последовательности. Накопившийся к настоящему времени обширный материал по геологии кайнозоя впадины требует систематизации. Целью настоящей работы является обзор и обобщение данных по стратиграфии и

## КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Чуйская впадина — наиболее изученная котловина Горного Алтая, на основании исследования выполняющих ее отложений разрабатывалась стратиграфия кайнозоя всего Горного Алтая. При- сутствие кайнозойских отложений в Чуйской впадине впервые было отмечено в 1915 г. В. А. Обру- чевым, позднее их описал В. П. Нехорошев [2]. А. В. Аксариным [3] среди отложений впадины были выделены (снизу вверх) эоцен-олигоценовые конгломератовый, гастроподовый, остракодовый и угленосные горизонты, а также делювиально-пролювиальный комплекс, отнесенный к неогену. Первая обоснованная стратиграфическая схема кайнозоя впадины предложена Г. Ф. Лунгерсгаузен- ом и О. А. Раковец [4—6]. Кайнозойские отложения разделены на шесть свит (табл. 1) — карачумскую (верхний палеоген), кошагачскую (миоцен), туерьскую (миоцен—плиоцен), кызылгирскую (сред- ний—верхний плиоцен), бекенскую и терекскую (эоплейстоцен). Возраст стратиграфических под- разделений установлен по палинологическим и малакофаунистическим данным. Е. Н. Щукиной [7], проводившей многолетние геологические исследования во впадине с 1937 г., предлагается следующая последовательность кайнозойских отложений (см. табл. 1) — кызылчинская свита (олигоцен), синх- ронные глинисто-сидеритовая талды-дюргунская и угленосная кошагачская свиты и залегающая на них мергельная туерьская свита (миоцен—нижний плиоцен), затем кызылгирская (средневерх- неплиоценовая), бекенская (нижний, средний эоплейстоцен) свиты и башкаусский ледниковый горизонт (верхний эоплейстоцен).

Всесторонние исследования кайнозоя Чуйской впадины были проведены в 60-е годы Е. В. Де- вяткиным [8—12]. Его монография [9], обобщившая все имеющиеся к этому времени материалы, до сих пор является наиболее полной сводкой по стратиграфии кайнозойских отложений, неотек- тонике и истории геологического развития Горного Алтая. Е. В. Девяткин сохранил названия местных стратиграфических подразделений, предложенные Г. Ф. Лунгерсгаузен- ом, О. А. Раковец и Е. Н. Щукиной, но значительно уточнил их объем, возраст, стратиграфическое положение, условия формирования и палеонтологическую характеристику (см. табл. 1). Я. И. Старобогатов [13], обра- ботав коллекцию раковин пресноводных моллюсков из кызылгирской свиты, сделал вывод о глубоководности и большом сроке существования неогенового Чуйского озера. Непосредственным продолжением этих работ стало монографическое описание 55 видов пресноводных моллюсков кызылгирской свиты [14], позволившее установить зоогеографические связи этой малакофауны. В это же время были получены палинологические данные из кошагачской и туерьской [15], а также кызылгирской и бекенской свит [16].

В 1969 г. В. С. Ерофеев и Л. Н. Ржаникова [17] предложили новую схему расчленения палеогеновых отложений Чуйской впадины (см. табл. 1). Карачумская свита разделена ими на три свиты — карачумскую (верхний мел—палеоцен—низы эоцена), талдыдюргунскую (эоцен) и крас- ногорскую (верхний эоцен—нижний олигоцен). Кошагачская свита отнесена к среднему и верхнему олигоцену. Возраст стратиграфических подразделений палеогена обоснован единичными палино- логическими определениями и внешним сходством с некоторыми стратиграфическими подразде- лениями Зайсанской впадины. Несколько позже В. С. Ерофеев [18] заключил, что кызылгирские отложения представляют собой фациальную разновидность низов туерьской свиты.

В начале 70-х годов были проведены первые палеомагнитные исследования кайнозоя Чуйской впадины, охватившие бекенскую и башкаускую свиты [19, 20]. Новые данные по пресноводным моллюскам туерьской и кызылгирской свит впадины опубликованы В. И. Курсаловой [21, 22]. Она несколько расширила систематический состав пресноводной малакофауны и выделила 5 последо- вательно сменяющих друг друга малакофаунистических комплексов. Позднее эти материалы были приведены в монографии [23], посвященной разрезу новейших отложений Алтая. Из дочетвертичных отложений в этой работе рассматриваются только кызылгирская, бекенская и башкаусская свиты.

Дальнейшее усовершенствование стратиграфии кайнозоя Чуйской впадины произвели Л. И. Розенберг, В. М. Богачкин и Ю. Г. Цеховский [24—30]. Наибольшему изменению подверглись представления о неогеновой части стратиграфического разреза, где кызылгирская, туерьская и бекенская свиты стали рассматриваться как фациальные разновидности единой ортолыкской свиты, формировавшейся весь миоцен (см. табл. 1). Большой вклад в понимание условий образования кайнозойских отложений и геологического строения впадины внесли выполненные в это же время литолого-генетические исследования [31—34].

Таблица 1.

Соотношение стратиграфических схем кайнозойских отложений Чуйской впадины Горного Алтая

Общая стратиграфическая шкала				Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец [4—6]		Е. Н. Шукина [7]		Е. В. Девяткин [9]		В. С. Ерофеев, Л. Н. Ржаникова [17, 18]		Л. И. Розенберг [24, 25]		Б. М. Богачкин [30]							
Кайнозой	Четвертичная	Плейстоцен	нижний	башкауская свита		башкаусский межледниковый горизонт		башкаусская свита													
				терекская свита		бекенская свита		бекенская свита				терекская свита		верхняя подсвита		буроцветная серия					
	бекенская свита																				
	Неоген	Плиоцен	верхний	кызылгирская свита		кызылгирская свита		кызылгирская свита													
				туерькская свита		туерькская свита		туерькская свита													
			нижний	туерькская свита		туерькская свита		туерькская свита				башкаусская свита									
		Миоцен		верхний	кошагачская свита		талды- дюргунская свита		кошагач- ская свита				бекенская свита								
											кошагачская свита		кошагачская свита				тархатинская свита		ортолыкская свита		
			средний									туерькская свита									
	Палеоген	Олигоцен	верхний	карачум- ская свита	верхняя подсвита		кызылчинская свита		карачумская свита		кошагачская свита		кошагачская свита		кошагачская свита						
					нижняя подсвита																
			средний																		
		Эоцен	верхний	кора выветривания		кора выветривания		кора выветривания		кора выветривания		красногорская свита		красногорская свита		красногорская свита					
												средний		талдыдюр- гунская свита		талдыдюр- гунская свита		талдыдюр- гунская свита		талдыдюр- гунская свита	
												нижний									
		Палеоцен	верхний	кора выветривания		кора выветривания		кора выветривания		кора выветривания		карачумская свита		карачумская свита		карачумская свита					
												нижний									
		Мезозой	Мел									карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита							
										карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита									
										карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита									
										карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита									
										карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита									
										карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита									
										карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита									
										карачумская свита	карачумская свита	карачумская свита									

В последнее время были проведены рекогносцировочные палеомагнитные исследования. Фрагментарную палеомагнитную характеристику получили красногорская, кошагачская и туерькская свиты [35, 36].

## СТРАТИГРАФИЯ

В основании кайнозойских отложений Чуйской впадины залегает карачумская свита, выделенная Г. Ф. Лунгерсгаузенем и О. А. Раковец [4]. Она представлена преимущественно субаэральными, песчано-глинистыми и щебнистыми пестроокрашенными отложениями красных, бурых, розовых и белых тонов. Присутствуют горизонты субтропических ископаемых почв [34]. Лектостратотип установлен Е. В. Девяткиным на левобережье р. Кызыл-Чин. Мощность свиты не превышает 40 м. Возраст карачумской свиты определяется весьма условно. Е. В. Девяткин [9] считает, что органические остатки (моллюски, пыльца), обнаруженные в свите [4, 5, 9], не представительны и стратиграфического значения не имеют. Позднеолигоценовый возраст устанавливается на основании ее стратиграфического положения под миоценовой кошагачской свитой. В единственном образце из средней части свиты в разрезе Кызыл-Чин Л. Н. Ржаникова [17] обнаружила небольшое количество пыльцы довольно плохой сохранности, в составе которой преобладает пыльца *Cupressaceae*, характерная для верхнего мела, а также единично встречается пыльца субтропических и тропических растений и формальных таксонов, распространенных в верхнем мелу—эоцене. Несмотря на весьма вероятную возможность переотложения пыльцы, эти данные послужили для резкого удревнения возраста карачумской свиты до позднего мела, палеоцена, эоцена [17, 24, 25, 27, 28].

Стратиграфически выше карачумской свиты, по мнению Г. Ф. Лунгерсгаузена, О. А. Раковец [4—6] и Е. В. Девяткина [9], расположена кошагачская свита, а В. С. Ерофеев, Л. Н. Ржаникова [17] и их последователи [24, 25, 27, 28] выделяют талдыдюргунскую и красногорскую свиты. Следует отметить, что В. С. Ерофеев и Л. Н. Ржаникова [17] устанавливают эти свиты при разделении карачумской свиты, а Л. И. Розенберг [25] указывает, что отложения, выделенные в талдыдюргунскую и красногорскую свиты, исключены из состава кошагачской свиты.

Талдыдюргунская свита охарактеризована по единичным и фрагментарным разрезам [25]. Она состоит из серых или зеленоватых алевролитов с прослоями глин и песков. Прослой глин и алевролитов часто обогащены углефицированным растительным детритом и имеют тонкую вкрапленность аутигенных землистых колчеданов. В основании свиты отмечаются базальные галечники мощностью 14 м [28]. Мощность всей свиты достигает 44 м. Стратотип не обозначен. По условиям формирования свита считается мелководно-озерными, а частично и речными отложениями [28]. Возраст свиты определен на основании спорово-пыльцевых данных, полученных из одного слоя мощностью 4 м (количество образцов не указано) и датирован эоценом.

В красногорскую свиту В. С. Ерофеев и Л. Н. Ржаникова [17] выделили толщу преимущественно коричневых, местами зеленовато-коричневых переслаивающихся глин и алевролитов, иногда со слоями песков и галечников, связанную постепенным переходом с талдыдюргунской свитой. Характерной особенностью свиты является ее насыщенность конкрециями сидерита и наличие железистых карбонатов в цементе песчаников и алевролитов. Мощность ее в стратотипическом разрезе, расположенном в северо-западной части впадины, на правобережье р. Чаган-Узун, южнее Красной Горки, составляет 31,2 м. Эти отложения Е. Н. Щукина [7] выделяла в озерную глинисто-сидеритовую талды-дюргунскую свиту и рассматривала ее как фациальный аналог угленосной кошагачской свиты, а Е. В. Девяткин [9] относит их к нижней части кошагачской свиты.

Позднее к красногорской свите [24, 25, 27, 28] стали относить вскрытые скважинами в центре впадины буровато- или серо-зеленые, иногда голубоватые известковистые глины с прослоями известняков и мергелей, с включениями мелких кристаллов пирита или железистых оолитов мощностью до 150 м.

Палинологические данные, полученные из красногорской свиты, противоречивы. Из одного слоя в верхней части стратотипического разреза Л. Н. Ржаникова [17] получила спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся незначительным участием в нем пыльцы представителей тургайской листопадно-широколиственной флоры, и сблизила его с комплексами турангинской и особенно тузабакской свит Зайсанской впадины. В скв. 230 (инт. 264—294 м), расположенной в центральной части впадины, Т. Г. Свиридова и Л. Ф. Иванова [28] установили пыльцу со значительно большим содержанием листопадной растительности тургайского типа, характеризующую леса смешанного типа с преобладанием березы, ольхи, ивы и субдоминантной ролью сосны и постоянным участием тсуги. На основании палинологических данных красногорская свита отнесена к верхнему эоцену—нижнему олигоцену.

Кошагачская свита наиболее широко представлена в естественных разрезах по периферии впадины. Впервые она установлена А. В. Аксариним [3] как угленосная свита, затем выделена Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец [4] как кошагачская. Стратотип не указан. Наиболее детально описана Е. В. Девяткиным [9]. Свита сложена коричневато-серыми, зеленовато-серыми и темно-серыми глинами, часто обогащенными алевритовым и песчаным материалом с многочисленными прослоями и линзами бурых углей, а также песков и алевритов. Иногда встречаются сидеритовые конкреции. Буроугольные слои приурочены преимущественно к периферии впадины, в ее центральных частях они отсутствуют. Мощность свиты оценивается в 200—250 м.

Кошагачская свита содержит большое количество растительных остатков (отпечатки листьев, плоды, семена, споры и пыльца), раковины пресноводных моллюсков. Палеоботанические данные [3, 4, 9, 15, 17, 24, 37], полученные в разное время, указывают на существование в кошагачское время хвойно-широколиственной растительности тургайского типа, но несколько обедненного варианта, с большим участием хвойных пород, соответствующих горным условиям существования.

Возраст кошагачской свиты определяется в широких пределах. А. В. Аксарин [3] приводит суждение В. А. Хахлова, который по отпечаткам растений предполагает, что они имеют палеогеновый возраст. П. И. Дорофеев [37] определенную им флору по общему характеру считает сходной с флорами Притомской Оби (местонахождения у пос. Воронова и даже пос. Киреевского). В настоящее время флоры этих местонахождений относятся к верхам нижнего миоцена [38]. Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец [4, 5], преимущественно по малакологическим данным, датировали кошагачскую свиту миоценом. Э. А. Бессоненко [15] сближает полученные ею спорово-пыльцевые комплексы с комплексами знаменской свиты юга Западно-Сибирской равнины, накопление которой происходило в позднем олигоцене—раннем миоцене [39]. Е. В. Девяткин [9], обобщив все имеющиеся ко времени написания его работы данные, относит время формирования кошагачской свиты к раннему—среднему миоцену. Л. Н. Ржаникова [17] рассматривает выделенный ею спорово-пыльцевой комплекс почти полным аналогом средневерхнеолигоценового комплекса ашутасской свиты Зайсанской впадины, а также индрикотериевой свиты равнинного Казахстана. Л. И. Розенберг [24, 25, 27, 28], а затем и Б. М. Богачкин [30] придерживаются мнения В. С. Ерофеева и Л. Н. Ржаниковой [17] о средневерхнеолигоценовом возрасте кошагачской свиты. Следует отметить, что определение возраста кошагачской свиты по непредставительным находкам пресноводных моллюсков [4, 9] следует считать малодостоверными.

Осадки кошагачского времени накапливались в заболоченной озерной котловине, слабо дренируемой реками [9]. На существование в это время мелководных озер и болот с зарослями осоки и болотного кипариса по берегам указывают палинологические данные [15].

Особенно дискуссионны и противоречивы данные о взаимоотношениях, статусе, объеме и возрасте стратиграфических подразделений верхней части разреза кайнозойских отложений впадины. В стратиграфической последовательности верхнего кайнозоя большинство исследователей [4, 9, 22, 23, 31] выделяют туерькскую, кызылгирскую, бекенскую и башкаусскую свиты.

Туерькская свита образована отложениями крупного озерного бассейна, представленными зеленоватой и голубовато-серыми и светло-серыми карбонатными глинами и аргиллитами с горизонтами и линзами мергелей и известняков. У бортов впадины в них встречаются слои более грубозернистого материала — песка, галечника, конгломерата. Мощность свиты в естественных разрезах достигает 138 м. В качестве стратотипического разреза Е. В. Девяткин [9] предлагает разрез на правом берегу р. Туерык к западу от урочища Бекен.

В свите обнаружены разнообразные органические остатки — отпечатки листьев, плоды, семена, споры и пыльца растений, раковины моллюсков и остракод, костные остатки рыб и единичные кости мелких млекопитающих. Несмотря на значительное количество палеонтологического материала, он мало представительен для установления узкого временного интервала формирования свиты. Палеоботанические данные, полученные П. И. Дорофеевым, Г. А. Беляевой, В. Н. Тихомировой и Е. И. Глушенко и приведенные в работе Е. В. Девяткина [9] свидетельствуют, что растительность времени образования нижних частей разреза туерькской свиты наследует смешанный тип растительности кошагачского времени, выше по разрезу начинает преобладать существенно хвойный тип растительных ассоциаций, характерный для миоцен—плиоцена и плиоцена горного пояса Южной Сибири. Учитывая большую преимущество палинологических комплексов туерькской свиты от палинологических комплексов кошагачской свиты Э. А. Бессоненко [15] предлагает понизить нижнюю границу свиты до среднего миоцена включительно. Среди остракод устанавливается ряд видов, характерных для миоцен—плиоцена Восточного Казахстана, плиоцена Притяньшаньской депрессии, плиоцена Кавказа и Поволжья [9]. Остатки *Ochotona* sp. [9], по своим филогенетическим особенностям занимают промежуточное положение между раннемиоценовыми и раннеплиоценовыми формами. Малочисленность и плохая сохранность остатков пресноводных моллюсков, по которым

Е. В. Девяткин [9] относит туерьскую свиту к среднему миоцену—нижнему плиоцену, а В. И. Курсалова [21, 22] к нижнему плиоцену, не позволяя считать эти данные достоверными.

Кызылгирская свита также формировалась в крупном озерном бассейне [9]. В ее составе существенную роль играет грубообломочный материал. Нижняя часть сложена коричневатого-желтым грубым щебнистым галечником с прослоями разнозернистого песка и гравия. В верхней части преобладают пески с прослоями щебня и мелкого гравия. В самых верхних частях разреза встречаются слои зеленовато-серых мергелистых глин и строматолитовых известняков, иногда образующие покровы на палеозойских породах. Мощность свиты в естественных обнажениях приближается к 50 м. Стратотип свиты не указан.

Кызылгирская свита охарактеризована палеонтологически наиболее полно. В ней обнаружены остатки пресноводных моллюсков, остракод, рыб, млекопитающих и растений. Наиболее многочисленны пресноводные моллюски, представленные 63 видами, преимущественно синоиндийских родов [14, 21]. Характерным свойством кызылгирской малакофауны является высокий уровень эндемизма и наличие в ней многочисленных рядов близкородственных эндемичных видов. Эти особенности малакофауны позволяют считать [13, 14], что она формировалась в длительно существующем гигантском, возможно, достаточно глубоком озере. Сходные ряды близкородственных форм пресноводных моллюсков описаны Я. И. Старобогатовым и Т. Я. Ситниковой [40], высокий ранг эндемизма малакофауны свойствен таким длительно существующим глубоким озерам, как Байкал, Охрид, Танганьика, Бива и Титикака [41, 42]. Однако следует отметить, что полученным палеонтологическим данным о длительности существования озера, не вполне соответствуют сведения о незначительной мощности кызылгирских отложений. Временем существования кызылгирской малакофауны С. М. Попова, Е. В. Девяткин и Я. И. Старобогатов [14] считают неоген, но не моложе раннего эоплейстоцена (среднего плиоцена по шкале МСК), В. И. Курсалова [21—23] средний—поздний плиоцен. Палинологические исследования кызылгирской свиты показали невысокое содержание пыльцы и ее плохую сохранность. Остатки остракод немногочисленны, но определенно свидетельствуют о плиоценовом возрасте свиты [9]. Особое значение для определения возраста кызылгирской свиты имеют остатки гиппариона, найденные в верхней части свиты совместно с раковинами моллюсков. По мнению Э. А. Вангенгейм, приведенном в работе [9], они могут принадлежать поздним гиппарионам, таким как *Proboscidipparion* sp. или *Hipparion houfenense* Teilh. В. И. Жегалло [43] считает, что такие гиппарионы существовали не древнее 6 млн лет тому назад.

Соотношение кызылгирской свиты с вышележащей бекенской свитой устанавливается с трудом [4, 9]. В единственном разрезе (по р. Кызыл-Чин), где бекенская свита залегает на кызылгирской, обе свиты представлены одинаковыми фациями, образуя единый литологический комплекс отложений и лишь только различия в пресноводной малакофауне позволяют условно проводить границу между свитами [9].

При выделении бекенской свиты Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец [4], отнесли к ней мощный (до 250—300 м) пролювиальный комплекс пород, развитый вдоль южного подножия Курайского хребта. Эту свиту они разделили на две литологически различающиеся толщи — нижнюю подсвиту, сложенную преимущественно песками, галечниками и конгломератами и верхнюю подсвиту (терекскую), представленную главным образом грубыми щебнями и каменными лессами. Позднее эти исследователи [5, 6] вычленили буро-красные пролювиальные отложения в самостоятельную терекскую свиту. Е. В. Девяткин [9] в качестве бекенской свиты рассматривает только нижнюю подсвиту, а верхнюю подсвиту и терекские отложения относит к выделенной Е. Н. Щукиной [7] башкаусской свите.

Бекенская свита образована озерными и озерно-пролювиальными фациями, ближе к горам переходящими в пролювиально-аллювиальные и склоновые отложения [9, 23]. Мощность свиты до 100—120 м. Стратотип не обозначен. Большинство палеонтологического материала мало представительно для определения возраста свиты. Пресноводная малакофауна состоит из преимущественно палеарктических видов и ныне обитающих на этой территории. Если указание на наличие в бекенской свите раковин вивипарид достоверно [4, 9], то время ее формирования явно древнее позднего плиоцена. Немногочисленные раковины остракод характерны для плиоцен-четвертичных отложений [9]. Указанные для бекенской свиты остатки млекопитающих *Hipparion* sp., *Rhiposacerotidae* gen., *Elephantidae* gen., *Bovidae* gen. [23], позволяют рассматривать время образования свиты в широких пределах от верхнего миоцена до позднего плиоцена включительно.

К башкаусской свите относятся бурые галечники, валунники, конгломераты и щебни с мало-мощными прослоями и линзами песка, алевролита и глины. Мощность свиты во впадине достигает 200—250 м. Стратотип свиты находится в Улаганской впадине на р. Кубадру. В генетическом отношении башкаусская свита представляет собой пролювиальную и пролювиально-аллювиальную молассу. Отложения свиты бедны палеонтологическим материалом. В ней отмечались единичные

отракоды *Advenocypripis* sp., мутовчатые водоросли семейства *Dasycladaceae*, редкая пыльца древесной и травянистой растительности [9, 31]. Позднеэоплейстоценовый [9, 31] или раннеплейстоценовый [6] возраст башкаусской свиты определяется преимущественно по ее стратиграфическому положению между бекенской свитой и ледниковыми четвертичными отложениями.

Начиная с работы В. С. Ерофеева [18], разрабатываются новые представления [24—26, 29, 30] о взаимоотношениях и возрасте стратиграфических подразделений неогена. По мнению В. С. Ерофеева, кызылгирские отложения подстилают туерьскую свиту и представляют ее нижнюю часть. Л. И. Розенберг [24—26] существенно изменил объем туерьской свиты (см. табл. 1). В нее включены безугольные накопления кошагачской свиты, распространенные в районе Красной горки, почти полностью отложения, выделявшиеся ранее в кызылгирскую свиту, и часть образований, относящихся ранее к бекенской свите. Из состава туерьской свиты им исключены бескарбонатные песчано-алевритовые и песчано-галечные отложения, перекрывающие глинисто-мергельные образования. Они объединены с песчаной частью кызылгирской свиты в озерную тархатинскую свиту, залегающую на туерьской свите. Стратотип тархатинской свиты не установлен. Туерьская свита прежних стратиграфических схем [4—6, 9] стала рассматриваться как карбонатно-глинистая глубоководно-озерная фация, а грубообломочная кызылгирская свита как прибрежно-дельтовая фация. В отличие от Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец [5, 6], включавших в терекскую свиту красноцветные пролювиальные отложения, сложенные щебнями и галечниками с прослоями красно-бурых суглинков, песчаников и красных глин, к ней отнесены серые, серо-желтые и буровато-серые пролювиальные и делювиальные щебнистые, галечные, дресвяные и песчаные образования.

В дальнейшем, [29, 30] кызылгирские, туерьские и бекенские отложения объединены в одну ортолыкскую свиту в качестве фаций единого геологического тела, образовавшегося в обширном озерном бассейне. Залегающие выше отложения красновато- и желтовато-бурого цвета рассмотрены как единая толща и выделены в буроватую серию делювиально-пролювиального и аллювиально-пролювиального генезиса [30]. По объему эта серия соответствует терекской и башкаусской свитам в трактовке Г. Ф. Лунгерсгаузена и О. А. Раковец [5, 6] или башкаусской свите в понимании Е. В. Девяткина [9].

Возраст туерьских отложений рассматривается в интервале ранний—средний миоцен [24, 25]. Используемые для этого остатки пресноводных моллюсков (*Cipangopaludina* cf. *lecythoides* Benson, *C.sp.*, *Tulotoma* aff. *tulotomoides* (Yen), *Radix grabaui* (Ping), *Limnoscapha* sp. (*sulcata*) и *Cristaria* sp.) имеют плохую сохранность и определены в открытой номенклатуре, не позволяющей проводить достоверные стратиграфические корреляции. Кроме того, необходимо учитывать, что *C. lecythoides* является современным китайским видом [44], а *Viviparus tulotomoides* и *Radix grabaui* описаны из плиоценовых отложений Китая [45], роды *Limnoscapha* и *Cristaria* и ныне обитают в Юго-Восточной Азии, а в Западной Сибири они были распространены в раннем плиоцене [46]. Приводимые сведения о наличии в нижнесреднемиоценовой бещеульской свите Западной Сибири *Limnoscapha sulcata* Ldn. [25] ошибочны.

Одновременность формирования туерьской и кызылгирской свит (фаций), кроме рассмотренных выше геологических данных, доказывается установлением раннесреднемиоценового возраста кызылгирской свиты [24—26, 29, 30]. Приводимые для такого заключения сведения следует разобрать более подробно. Особое внимание обращается на присутствие в кызылгирских отложениях видов пресноводных моллюсков из миоценовых и даже олигоценых отложений Юго-Западного Казахстана и Прибайкалья. Это *Anisus macroconcha* Popova et Star., *Galba gracilentata* Mart., *Cipangopaludina* cf. *litvinica* Maderny, *Cuneopsis nurensis* Maderny и *Lanceolaria indricora* Vog. Следует отметить, что сохранность остатков пресноводных моллюсков в указанных отложениях очень плохая и точное отождествление видов при значительном удалении этих территорий невозможно, а следовательно, вероятность корреляции по этим формам очень низка. Другими аргументами удревнения возраста кызылгирской свиты [25] служит наличие в ней представителей семейства *Baicaliidae* и рода *Sinotaia*, число которых составляет 33 % от общего числа всех видов моллюсков щебнистой толщи и которые характерны для эоцен-миоценовых фаун Прибайкалья, Приморья и Приамурья, а также присутствие родов *Ptychorhynchus*, *Охупаia*, *Cuneopsis*, встречающихся в палеогеновых отложениях Зайсанской впадины. По поводу этих данных следует напомнить, что семейство *Baicaliidae* ныне обитает только в современном оз. Байкал, а роды *Sinotaia*, *Ptychorhynchus*, *Охупаia*, *Cuneopsis* живут в современных водоемах Китая [41] и встречаются в нижнеплиоценовых отложениях юга Западной Сибири [46]. Достоверная корреляция континентальных отложений по остаткам пресноводных моллюсков возможна только при сопоставлении на видовом уровне. Так, вид *Nodularia lungershauseni* Popova et Star. из кызылгирской свиты выявлен в нижнеплиоценовой новостаничной свите юга Западной Сибири [46], виды *Cuneunio starobogatovi* Tshep., *Cuneopsis popovae* Tshep., *C. latus* Tshep., *Lanceolaria curta* Tshep., описанные из

нижнеплиоценовой свиты Хиргис-Нур Западной Монголии [47], установлены в кызылгирской свите [22], кызылгирские виды *Cuneopsis tshuica* Popova et Star., *C. tuerykensis* Popova et Star., *Nodularia falsunio* Popova et Star. и *N. lungershauseni* Popova et Star., присутствуют в свите Хиргис-Нур [47].

Следует обратить внимание и на интерпретацию стратиграфического значения остатков гиппариона, найденного в верхней части кызылгирской свиты [9]. Они или совсем не принимаются во внимание при стратиграфических построениях [24, 25], или не учитывается их отнесение к поздним представителям этого рода и рассматривается стратиграфический интервал всего рода [29, 30]. При этом указывается, что отдельные находки костей гиппариона известны из нижнесреднемиоценовой аральской свиты на территории Калбы [30]. На основании этих данных возраст кызылгирской свиты датируется миоценом [29, 30], хотя известно, что род *Hipparion* появился в Евразии в самом конце среднего миоцена около 12,5 млн лет т.н. [48, 49].

Одновременность формирования туерькской, кызылгирской и бекенской свит и отнесение их к миоцену допускают и следующие особенности палинологических данных [24, 29, 30]: сходство спорово-пыльцевых спектров кызылгирской и бекенской свит со спектрами туерькской свиты, наличие в них пыльцы широколиственных растений, указывающих на климат много теплее современного, близкий климату неогена, а также резкое отличие этих спектров от спектров эоплейстоценовой кочковской свиты Предалтайской равнины.

Возраст залегающей выше буроцветной серии также существенно удревнен [29, 30]. На основании литолого-минералогических и палинологических особенностей, показывающих, что накопление серии происходило в сходных палеогеографических условиях с верхнемиоценовыми и плиоценовыми красноцветными отложениями Восточного Казахстана и юга Западной Сибири, ее возраст условно определен концом миоцена—плиоценом.

Подводя итог разбору данных о последовательности и соотношении конкретных геологических тел в верхней части разреза кайнозоя следует отметить, что имеющийся палеонтологический материал свидетельствует о разновозрастности туерькской и кызылгирской свит. Время формирования кызылгирской свиты следует рассматривать в интервале конец позднего миоцена—ранний плиоцен. Время образования туерькской свиты, по-видимому, древнее позднего миоцена. Следовательно, можно предполагать наличие двух горизонтов зеленовато-серых карбонатных глин, нижний из которых соответствует туерькской свите, содержащей палинологические комплексы преемственные палинологическим комплексам кошагачской свиты. Верхний горизонт перекрывает кызылгирскую свиту, как было показано Е. В. Девяткиным [9].

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

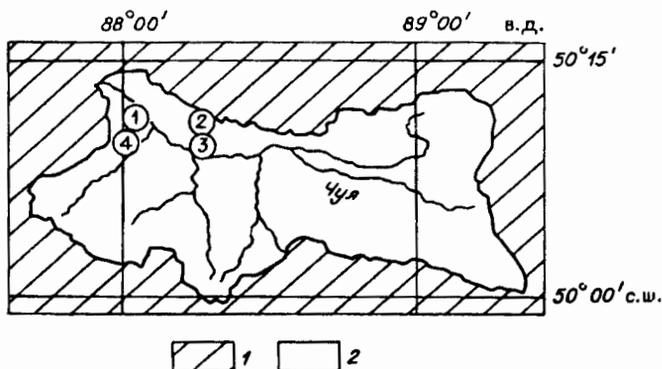
К настоящему времени палеомагнитные исследования проведены на четырех разрезах кайнозоя Чуйской впадины (рис. 1). Хотя эти работы носили в основном рекогносцировочный характер, их результаты возводят наметить основу для детального палеомагнитного изучения кайнозойских отложений Чуйской впадины.

Красногорская свита. Наиболее древние отложения изучены в долине р. Талды-Дюргун [35, 36]. По данным Е. В. Девяткина [9], этот разрез соответствует нижним горизонтам кошагачской свиты нижнего миоцена, Л. И. Розенберг и В. С. Ерофеев считают его красногорской свитой верхнего олигоцена—нижнего миоцена [17, 24, 25]. Из толщи видимой мощностью 30 м опробовано 14 м в нижней части. Значения магнитных характеристик пород красногорской свиты относительно высоки (табл. 2) и уверенно измеряются даже на полевой аппаратуре. Термомагнитный анализ в модификации  $J_{rs}(T)$  указывает на присутствие гематита в качестве одного из минералов-носителей намагниченности, об этом же свидетельствует и отсутствие насыщения  $J_{rs}$  в полях до 1300 кА/м. По перегибам кривых первичного и повторного нагревов в диапазоне температур от 200 до 500°C (см. табл. 2) можно говорить о более сложном составе магнитных минералов для пород красногорской свиты, однако точно их диагностировать не удалось [35, 36].

Для выделения характеристического компонента намагниченности в породах красногорской свиты использовалось только ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем до 48 кА/м [35, 36]. На векторных диаграммах видно, что намагниченность пород красногорской свиты, как правило, двухкомпонентна. Разрушение низкокоэрцитивного компонента заканчивается при  $H=16$  кА/м, в более высоких полях разрушается лишь один компонент [36] (см. рис. 2,а). Тем не менее спад величины  $J_n$  в процессе размагничивания не характерен для магнито жестких минералов (медианное поле менее 12 кА/м). Это свидетельствует о том, что основным носителем  $J_n$  в породах свиты является не гематит, а более магнитомягкий минерал. Разделение компонентов намагниченности по методу охлаждения [36] показало отличие направления компонента намагниченности,

**Рис. 1. Схема расположения палеомагнитных разрезов в Чуйской впадине:**

1 — р. Талды-Дюргун, красногорская свита; 2 — верховья р. Туерык, кошагачская свита; 3 — р. Туерык, туерыкская свита; 4 — р. Чеган, бекенская и башкауская свиты. 1 — складчатое обрамление впадины, 2 — кайнозойские отложения.



связанного с гематитом, от низкоэрцитивной части  $J_n$  на  $22^\circ$ , но совпадение его (в современной системе координат) с направлением геомагнитного диполя в точке отбора. При этом доля намагниченности гематита составляет около 30 % от суммарной характеристической  $J_n$ .

Отложения красногорской свиты принадлежат к железисто-карбонатной парагенетической ассоциации, для которой на этапе диагенеза характерно частичное перераспределение железа [32]. Первичная остаточная намагниченность в таких условиях может частично сохраниться, тем не менее, образование вторичной химической намагниченности может исказить направление  $J_n^0$ . Это дополнительно подтверждает тезис о присутствии в спектре  $J_n$  красногорской свиты двух разновозрастных компонентов, из которых магнитомягкий, вероятно, отражает детритовую намагниченность, а магнито жесткий — связанную с гематитом, метакронную химическую намагниченность [36].

Уже по первичным измерениям в разрезе красногорской свиты выделяются две магнитозоны: зона обратной полярности в самой нижней части и более крупная зона прямой полярности, охватывающая всю остальную часть разреза [35]. Распределение характеристической  $J_n$  после размагничивания переменным полем имеет более высокую кучность, тест обращения положительный.

Кошагачская свита исследовалась в опорном разрезе в верховьях р. Туерык [35, 36, 50], с отдельными пропусками изучены все 146 м разреза. Породы кошагачской свиты обладают наименьшей величиной намагниченности среди всех изученных отложений Чуйской депрессии (см. табл. 2). Среднее значение  $|J_n|$  здесь составляет всего 0,39 мА/м, тогда как в других свитах, несмотря на присутствие слабомагнитных образцов, средние значения  $|J_n|$  достигают 2—4 мА/м. По результатам термомагнитного анализа, носителем намагниченности в породах свиты является магнетит. Судя по повышенным значениям  $H_s$ , он представлен мелкими зернами. В некоторых горизонтах магнетит ассоциирует с сидеритом, присутствие которого проявляется в резком (до 500 раз) увеличении  $J_n$  после первого нагрева [35, 36].

В качестве основного метода для выделения характеристического компонента намагниченности использовалось ступенчатое размагничивание переменным полем до 48 кА/м [35, 36]. В породах свиты встречаются двухкомпонентные диаграммы. Однако в целом ряде случаев даже в полях выше 40 кА/м не наблюдается выход на характерное направление  $J_n$ , что позволяет предполагать наличие в образцах нескольких компонентов намагниченности, коэрцитивные спектры которых перекрываются (см. рис. 2,б) [36].

Таблица 2. Магнитоминералогические характеристики кайнозойских отложений Чуйской впадины Горного Алтая, по данным работ [20, 23, 35, 36].

Свита	$\kappa$	$J_n$	$H_s$	$T_{c1}$	$T_{c2}$	Состав
Башкауская	628—6280	92—170	>1000	675°*	675°	G, Mg
Бекенская (разрез Чеган)	100—377	1,0—30,0	>1000	675°*	675°	G, Mg
Бекенская (разрез Кызыл-Чин)	50—75	1,0—3,0	—	—	—	—
Туерыкская	151—326	0,03—24,5	40—80	475° 475—500°	675° 550—575°	Tmg Tm
Кошагачская	80—402	0,03—1,1	80—200	575—600°	575°	M, S
Красногорская	91—250	0,4—5,5	>1000	675°***	675°	G, ?

Примечание.  $\kappa$  — магнитная восприимчивость в миллионных долях ед. СИ;  $J_n$  — величина естественной остаточной намагниченности в мА/м;  $H_s$  — поле насыщения в кА/м;  $T_{c1}$  и  $T_{c2}$  — температуры Кюри первого и второго нагревов соответственно (\* точки перегиба при  $T = 250—300^\circ\text{C}$  только при первом нагреве, \*\* точки перегиба при  $T = 200—500^\circ\text{C}$  воспроизводимые при втором нагреве). Состав магнитных минералов: G — гематит, M — магнетит, Mg — маггемит, Tm — титаномгнетит, Tmg — титаномггемит, S — сидерит.

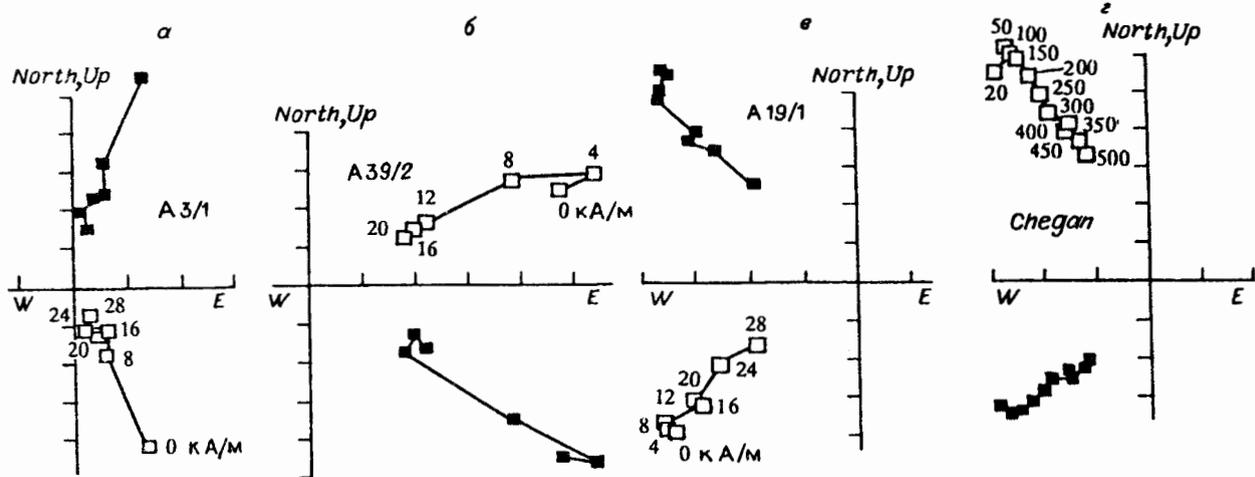


Рис. 2. Характерные векторные диаграммы размагничивания образцов.

а — красногорская свита (переменное поле); б — кошагачская свита (переменное поле); в — туерькская свита (переменное поле); г — бекенская и башкауская свиты (терморазмагничивание). Темные квадраты — проекция на горизонтальную плоскость, светлые — на вертикальную.

Кошагачская свита принадлежит углисто-сидерит-колчеданной ассоциации. Геохимические изменения пород здесь значительны, как на этапе диагенеза осадков, так и на этапе эпигенеза [32]. Первые приводят к разрушению детритовой намагниченности осадка, вторые — к образованию метакристаллической намагниченности. По-видимому, низкая намагниченность пород кошагачской свиты (несмотря на более высокое, чем у туерькской свиты содержание тяжелой фракции [9]) обусловливается разрушением первичных магнитных минералов при массовом восстановлении окисных соединений железа в процессе диагенеза. Отсутствие выходов на характерное направление при размагничивании переменным полем может объясняться присутствием новообразованного магнетита — носителя метакристаллической намагниченности [36].

Судя по выделенным направлениям характеристической намагниченности, породы кошагачской свиты намагничены преимущественно обратно. В изученном разрезе выделяются три крупных магнитозоны обратной полярности и три зоны прямой полярности более низкого ранга [35, 36]. Положительный тест складки (в модификации метода выравнивания [51]) показывает, что доскладчатый компонент в характеристической намагниченности все же преобладает [36] и, следовательно, выделенные в разрезе магнитозоны отражают историю древнего геомагнитного поля.

Туерькская свита. Породы туерькской свиты опробованы в опорном обнажении на правом берегу р. Туерьк в 12,5 км выше устья [35, 36, 50]. В обнажении высотой 53 м образцы отбирались из верхней и нижней частей свиты, средняя часть разреза не изучалась. Скалярные магнитные параметры меняются в отложениях свиты в достаточно широких пределах (см. табл. 2). Интересно, что чередование „магнитных” ( $|J_n| > 2,0$  мА/м) и „немагнитных” ( $|J_n| < 0,3$  мА/м) горизонтов происходит в литологически однородном разрезе, отражая особенности поступления ферромагнитного материала в бассейн осадконакопления. По данным термомагнитного анализа, носителями намагниченности в породах туерькской свиты являются титаномagnetиты и титаномagnetиты с температурами Кюри 475—500 °С (см. табл. 2) [35, 36].

Для выделения характеристической намагниченности пород применялось ступенчатое размагничивание переменным полем до 48 кА/м. Установлено, что большинство образцов туерькской свиты характеризуется двухкомпонентной намагниченностью [35, 36]. В полях 8—12 кА/м разрушается магнитовязкий компонент, в более высоких полях — предположительно детритовый (см. рис. 2, в). Однако часть коллекции обладает достаточно высокой стабильностью к действию переменного поля (медианное поле более 32 кА/м) и полностью разделить эти два компонента намагниченности оказалось невозможным [36]. Для успешного разделения этих компонентов необходимо использовать более совершенное оборудование для размагничивания переменным полем, или применять терморазмагничивание вплоть до температур Кюри носителей намагниченности (475—500 °С).

Туерькская свита относится к сульфат-карбонатной парагенетической ассоциации, для которой не характерны существенные диагенетические изменения пород [33], что в целом благоприятствовало сохранности первичной намагниченности [36]. Действительно, присутствие в породах свиты

титаномагнетитов свидетельствует как в пользу детритовой природы намагниченности, так и о слабах изменениях магнитных минералов, ответственных за нее.

Уже по первичным измерениям было установлено, что в разрезе туерькской свиты преобладает прямая полярность. Выделенный по результатам намагничивания переменным полем характеристический компонент действительно имеет в основном прямую полярность: мелкие субзоны обратной полярности установлены только в верхней и нижней частях разреза [35, 36].

**Бекенская свита.** Изучение бекенской свиты проводилось в двух сечениях разреза на р. Чеган, частично перекрывающих и дополняющих друг друга. В сумме изучено приблизительно 100 м мощности [19, 20]. Кроме того, фрагмент свиты мощностью 5 м изучен на р. Кызыл-Чин [23]. Породы бекенской свиты неоднородны по своим магнитным характеристикам (см. табл. 2). В разрезе Чеган значения  $|J_n|$  и магнитной восприимчивости ( $\chi$ ) относительно высоки, тогда как в разрезе Кызыл-Чин значения  $\chi$  резко уменьшаются (самые низкие значения из всех изученных пород), при этом величина намагниченности остается достаточно высокой, что может свидетельствовать о химической природе  $J_n$  [52]. Магнитоминералогические исследования проводились только для пород из разреза Чеган. Эксперименты по нормальному намагничиванию показали высокую магнитную жесткость пород свиты. Термомагнитный анализ показывает: магнитными минералами в них являются гематит и маггемит (см. табл. 2) [20].

Выделение характеристического компонента намагниченности пород бекенской свиты проводилось как переменным полем, так и температурой [20, 23]. Однако результаты этих экспериментов в литературе освещены неполно. Единственную векторную диаграмму удалось составить по рис. 5 и таблицы, заимствованных из работы [20]. На ней, кроме вязкой составляющей, можно выделить маггемитовый (до 350 °С) и гематитовый (выше 350 °С) компоненты, разница между которыми составляет 10° по склонению (см. рис. 2,з).

Бекенская (также как и башкауская) свиты принадлежат к красноцветной карбонатной парагенетической ассоциации. Одним из характерных свойств является образование в породах аутигенного ферригидрита [33], который по истечению небольшого промежутка времени переходит в гематит [53, 54]. Это позволяет предполагать присутствие в породах указанных свит вторичной (по крайней мере субсинхронной) химической намагниченности, связанной с гематитом. Об этом в частности свидетельствуют отмеченные выше различия в направлениях  $J_n$  маггемита и  $J_n$  гематита [20].

По направлениям характеристической намагниченности бекенская свита имеет сложную зональность [20, 23]: верхняя часть свиты в разрезах Чеган 1 и Чеган 2 намагничена прямо, в средней части разреза Чеган 2 установлена магнитоза обратной полярности, фрагмент ее фиксируется также в самых нижних горизонтах разреза Чеган 1. Нижняя часть свиты в разрезе Чеган 2 характеризуется прямой полярностью. В разрезе Кызыл-Чин отложения бекенской свиты намагничены полностью обратно [23].

**Башкауская свита.** Отложения башкауской свиты изучались в двух дополняющих друг друга сечениях разреза на р. Чеган [19, 20, 23] мощностью около 30 м. Обращает на себя внимание высокая магнитность пород свиты: значения  $|J_n|$  и  $\chi$  здесь по крайней мере на порядок превосходят таковые для всех остальных изученных пород Чуйской впадины (см. табл. 2). По составу минералов-носителей намагниченности и характеру диагенетических изменений породы башкауской свиты в основном идентичны породам подстилающей бекенской свиты [20, 33], поэтому для выделения характеристического компонента  $J_n$  применялись одни и те же методы [19, 20, 23]. Чтобы не повторяться, укажем, что все изложенное по этим вопросам в разделе, посвященном бекенской свите, справедливо и для пород башкауской свиты (см. табл. 2).

В соответствии с направлениями выделенных характеристических компонентов намагниченности, в средней части башкауской свиты фиксируется относительно мощная магнитозона обратной полярности с обрамляющими ее двумя зонами прямой полярности в верхней и нижней частях разреза [19, 20, 23].

## ОБСУЖДЕНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

**Магнитостратиграфия.** На данном этапе палеомагнитных и стратиграфических исследований сопоставить выделенные в кайнозойских отложениях Чуйской впадины магнитозоны с хронами магнитохронологической шкалы весьма затруднительно. Это связано как с отсутствием надежных возрастных оценок, обоснованных палеонтологически, так и с рекогносцировочным характером самих данных. Даже для верхней, плиоцен-четвертичной части разреза, авторы в разных статьях меняют точку зрения на соотношение одних и тех же разрезов и подразделений магнитохронологической шкалы [19, 20, 23], причем различия в вариантах достигают двух миллионов лет (т. е. почти

половину продолжительности всего изучаемого интервала!). Для нижних частей разреза такие сопоставления еще более неоднозначны.

**Скорости осадконакопления.** Тем не менее наличие палеомагнитной зональности в разрезах позволяет проводить предварительную оценку продолжительности формирования осадочных толщ [55] и скоростей осадкообразования [35, 36]. Для красногорской и туерькской свит скорости осадконакопления, в рамках предлагаемых методик, не превышают 20 мм/тыс. лет, а для кошагачской, башкаусской и бекенской достигают 100 мм/тыс. лет. Критерием справедливости предложенных скоростных оценок является их хорошее совпадение с периодами тектонической активизации Чуйской впадины [9]. Исходя из рассчитанных скоростей и максимальных мощностей свит в Чуйской депрессии можно приближенно оценить, что время накопления каждой из изученных свит составляло более 2—2,5 млн лет, что в целом составит не менее 10 млн лет, из них около 2/3 этого времени во впадине существовало озеро. По всей вероятности это наиболее полный и подробный разрез кайнозоя Сибири, по крайней мере, его верхней части.

Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. В табл. 3 представлены средние по свитам направления характеристических компонентов и соответствующие палеомагнитные полюсы кайнозойских отложений Чуйской впадины по материалам всех исследований [20, 23, 35, 36]. Все палеомагнитные полюсы (за исключением полюса бекенской свиты) значимо отличаются от верхнемезозой-кайнозойского интервала кривой кажущейся миграции палеомагнитных полюсов Евразии [56]. При современном уровне палеомагнитной изученности невозможно пока однозначно установить причину этих расхождений. Возможны, по крайней мере, три объяснения.

1) Мало данных (разрезов и/или образцов). Действительно, приведенные данные в основном предварительные, однако эта причина не объясняет систематический характер отклонений полученных направлений характеристической  $J_n$  от ожидаемых направлений  $J_{exp}$  (обратный пересчет полюсов мезо-кайнозоя Евразии на Горный Алтай). Как для верхней, так и для нижней части изученного интервала различия  $J_n$  и  $J_{exp}$  по склонению составляют не менее  $10^\circ$  (разворот против часовой стрелки), а наклонение  $J_n$  занижено на  $15\text{--}20^\circ$ .

2) Характеристический компонент  $J_n$  выделен не полностью. Этим можно объяснить только занижение наклонений характеристических компонентов намагниченности, но никак не развороты в горизонтальной плоскости.

3) Существовали тектонические перемещения блоков Горного Алтая в кайнозое. Это объяснение представляется наиболее реальным, поскольку объясняет все повороты векторов выделенной характеристической намагниченности. В пользу этого объяснения свидетельствует также тот факт, что различия в положениях палеомагнитных полюсов Горного Алтая и стабильной части Евразии статистически достоверны уже по результатам рекогносцировочных исследований.

О дальнейшем развитии палеомагнитных исследований. Очевидно, что палеомагнитные исследования кайнозойских отложений Чуйской депрессии следует вести по двум направлениям: рекогносцировка на ранее не изучавшихся отложениях (кызылгирская свита, свиты палеогена и коры выветривания) и детализация на уже изучавшихся толщах для составления наиболее полного палеомагнитного разреза. Для решения первой задачи методика исследований будет мало отличаться от общепринятой [57], вопросы методического характера могут возникать лишь при изучении кор выветривания. Что касается второй задачи, то проведение детальных работ, с учетом уже имеющихся данных, необходимо будет корректировать, выбирая интересующий объект исследования и эффективный метод выделения характеристической намагниченности.

Таблица 3. Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы кайнозойских отложений Чуйской впадины, по данным [20, 23, 36].

Свита	$n$	$D_a$	$I_a$	$K$	$\alpha 95$	$N/R$	$CL$	$\Phi$	$L$	$A$
Башкаусская	18	351	51	21,3	7,7	$NR$	$t, h$	71	292	8,5
Бекенская	37	13	65	22,7	4,6	$Nr$	$t, h$	81	194	6,7
Туерькская	41	359	56	21,3	4,6	$Nr$	$h$	77	271	6,1
Кошагачская	27	2	53	14,8	7,5	$Rn$	$h, f$	73	263	8,5
Красногорская	25	8	50	60,0	3,8	$Nr$	$h$	70	248	4,1

Примечание.  $n$  — число образцов;  $D_a$  — склонение,  $I_a$  — наклонение (в древней системе координат);  $K$  — кучность;  $\alpha 95$  и  $A$  — радиусы кругов доверия (в градусах) для среднего вектора и среднего полюса;  $N/R$  — преобладающая полярность;  $CL$  — метод выделения характеристической компоненты  $J_n$ ;  $t$  — термочистка,  $h$  — чистка переменным магнитным полем,  $f$  — тест складки;  $\Phi$  — широта (северная) и  $L$  — долгота (восточная) палеомагнитного полюса.

Наиболее перспективным объектом для палеомагнитных исследований являются отложения туерьской свиты. Здесь отмечаются наибольшая полнота разреза; значения  $\chi$  и  $|J_n|$  относительно высоки; состав минералов-носителей намагниченности свидетельствует в пользу детритовой природы  $J_n$ ; компонентный состав намагниченности прост; кроме того, свита представлена в основном глинами, что обеспечивает сохранность образцов при высоких температурах термочистки.

При изучении башкаусской и бекенской свит возникнет проблема доказательства первичности характеристического компонента (из-за присутствия двух носителей и двух направлений  $J_n$ ), степени его соответствия древнему геомагнитному полю. Кроме того, преимущественно крупнообломочный характер осадков этих свит может обуславливать механическое разрушение образцов при больших температурах. Несмотря на перечисленные недостатки, отложения башкаусской и бекенской свит являются вторым по своим перспективам объектом для палеомагнитных исследований, благодаря высокой магнитности, простоты разделения компонентов  $J_n$  и их стабильности.

Красногорская свита также обладает сложным компонентным составом  $J_n$ , однако по сравнению с башкаусской и бекенской свитами, разделение компонентов намагниченности переменным полем здесь недостаточно отработано, а терморазмагничивание просто не проводилось, что требует дополнительных исследований.

Наибольшие трудности вызовут палеомагнитные исследования кошагачской свиты. Здесь относительно слабая намагниченность отложений сочетается с неблагоприятным для терморазмагничивания составом минералов-носителей и мультикомпонентностью  $J_n$ . Для выделения характеристического компонента намагниченности и доказательства его связи с направлением древнего поля понадобятся специальные исследования или же подбор частей разреза, где наиболее близкий к первичному компонент  $J_n$  явно преобладает.

Для большинства изученных отложений определение знака полярности характеристического компонента  $J_n$  (а в некоторых случаях и его направления с относительно небольшой ошибкой) возможно сразу по первичным измерениям [20, 36]. Это позволит использовать полевые спинмагнитометры для измерения направления  $J_n$  во время отбора образцов прямо на разрезе, что, в свою очередь, даст большие преимущества: возможность варьировать шаг отбора в зависимости от сложности магнитной зональности и отбраковывать слабомагнитные и малостабильные разности пород.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последовательный анализ стратиграфических подразделений, установленных в кайнозое Чуйской впадины, показал, что в настоящее время не существует единого мнения о количестве, последовательности, статусе, пространственном взаимоотношении, объеме и возрасте конкретных геологических тел, отражающих геологическую историю формирования впадины. Наиболее обосновано выделение карачумской, кошагачской, туерьской и кызылгирской свит, хотя их состав, строение и палеонтологическая характеристика, а также взаимоотношения между ними изучены недостаточно. Проблематична реальность талдыдюргунской и красногорской свит. Их обособленность слабо аргументирована литологическими и палеонтологическими данными, не показано взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими отложениями в конкретных геологических разрезах. Остается открытой и требует дополнительного обоснования проблема расчленения верхней части разреза неогена, в которой выделяются бекенская, башкауская, терекская свиты и буроцветная серия. Возраст большинства стратиграфических подразделений определен достаточно условно. Разница в возрасте одних и тех же стратиграфических подразделений, по данным различных исследователей, выраженная в абсолютном летоисчислении, составляет около 33 млн лет в нижней части разреза (подошва карачумской свиты и основание кайнозойской толщи), около 20 млн лет в средней части разреза (основание кызылгирской свиты), около 3 млн лет в верхней части разреза (основание башкаусской свиты). Представительный палеонтологический материал для определения возраста имеется только в кызылгирской свите. Он позволяет рассматривать время ее формирования в интервале конец позднего миоцена—ранний плиоцен. Такое состояние стратиграфии обусловлено недостаточной изученностью геологического строения, выполняющих Чуйскую впадину отложений, отсутствием данных по детальному изучению конкретных геологических разрезов, малочисленностью литолого-генетических, палеонтологических и палеомагнитных исследований.

Дальнейший прогресс стратиграфических и палеомагнитных исследований, как основы для совершенствования реконструкций геологической истории Чуйской впадины в кайнозое, возможен только при постановке комплексного детального изучения отложений, выполняющих впадину.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Лузгин Б. Н., Русанов Г. Г. Особенности формирования неогеновых отложений юго-востока Горного Алтая // Геология и геофизика, 1992, № 4, с. 23—29.
2. Нехорошев В. П. О некоторых новых и малоизвестных месторождениях полезных ископаемых в Горном Алтае // Изв. Геол. Разв. управления, 1930, № 6.
3. Аксарин А. В. Чуйский бурогольный бассейн в Юго-Восточном Алтае // Вестник Зап.-Сиб. геол. упр., 1938, вып. 4, с. 41—69.
4. Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Материалы по региональной геологии. Геология и геоморфология складчатых областей Сибири и Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 79—91.
5. Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае // Материалы Всесоюз. совещания по изучению четвертичного периода. т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 229—237.
6. Раковец О. А. Основные результаты работ по изучению кайнозойских отложений Горного Алтая // Изв. Алтайск. отд. Географ. об-ва СССР, 1966, вып. 7, с. 3—19.
7. Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Азиатской части СССР и их сопоставление с Европейскими. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 127—164.
8. Девяткин Е. В. Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая // Тр. комиссии по изучению четвертичного периода. 1963, т. 22, с. 32—63.
9. Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 243 с.
10. Девяткин Е. В. Новые материалы по стратиграфии палеогеновых, неогеновых и эоплейстоценовых отложений межгорных впадин Юго-Восточного Алтая // Изв. Алтайск. отд. Географ. об-ва СССР, 1966, вып. 7, с. 20—25.
11. Девяткин Е. В. Основные дискуссионные вопросы геологии кайнозоя Горного Алтая // Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Новосибирск, 1970, с. 110—113.
12. Сычевская Е. К., Девяткин Е. В. Первые находки рыб из неогеновых и нижнеплейстоценовых отложений Горного Алтая // Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 4, с. 173—176.
13. Девяткин Е. В., Старобогатов Я. И. О фауне пресноводных моллюсков из эоплейстоценовых отложений Горного Алтая // Докл. АН СССР, 1961, т. 141, с. 1179—1182.
14. Попова С. М., Девяткин Е. В., Старобогатов Я. И. Моллюски кызылгирской свиты Горного Алтая. М., Наука, 1970, 96 с.
15. Бессоненко Э. А. К вопросу о возрасте кошагачской и туерькской свит Горного Алтая // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Новосибирск, 1963, с. 10—12.
16. Матвеева О. В. История растительности антропогена горных районов юга Западной Сибири, предгорий Алтая и Енисейской депрессии по палинологическим данным. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., ГИН, 1968, 27 с.
17. Ерофеев В. С., Ржаникова Л. Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая // Изв. АН КазССР, Сер. геол., 1969, № 5, с. 59—69.
18. Ерофеев В. С. О стратиграфическом положении кызылгирской свиты неогена Горного Алтая // Геология и металлогения Рудного Алтая. Алма-Ата, Наука, 1970, с. 21—23.
19. Фаустов С. С., Куликов О. А., Свиточ А. А. Новые данные изучения разреза Чеган (Горный Алтай) // Проблемы корреляции новейших отложений Севера Евразии. Л., ВГО, 1971, с. 74—77.
20. Бураков К. С., Куликов О. А., Фаустов С. С. Некоторые результаты детальных палеомагнитных исследований новейших отложений в долине р. Чеган (Горный Алтай) // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М., Наука, 1973, с. 34—48.
21. Курсалова В. И., Свиточ А. А. Новые данные по моллюскам кызылгирской и туерькской свит Горного Алтая // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963, вып. 4, с. 109—121.
22. Курсалова В. И. Моллюски и новейшие отложения Алтая в связи с историей его географической среды. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., МГУ, 1973, 22 с.

23. Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеогеография Приобского Плато, Предалтайской равнины и Горного Алтая). М., Изд-во Моск. ун-та, 1978, 208 с.
24. Розенберг Л. И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2, с. 45—60.
25. Розенберг Л. И. Стратиграфия кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая (на примере Чуйской впадины). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1973, 24 с.
26. Розенберг Л. И. Палеогеография Горного Алтая в неогене // Изв. АН СССР, Сер. географ., 1975, № 5, с. 89—95.
27. Розенберг Л. И. Условия залегания и формирования палеогеновых отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 3, с. 45—60.
28. Розенберг Л. И. Стратиграфия палеогена Горного Алтая // Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1981, № 4, с. 44—54.
29. Богачкин Б. М., Розенберг Л. И., Цеховский Ю. Г. Вопросы стратиграфии неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 2, с. 5—22.
30. Богачкин Б. М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132 с.
31. Лискун И. Г. Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. М., Наука, 1975, 172 с.
32. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). М., Наука, 1982, 210 с.
33. Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство аридных парагенезов). М., Наука, 1983, 192 с.
34. Феофилова А. П., Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П. О раннекайнозойских субтропических почвах в Горном Алтае // Литология и полезные ископаемые, 1981, № 1, с. 18—35.
35. Казанский А. Ю., Ларионова Г. Я. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования кайнозойских отложений Чуйской впадины Горного Алтая и предварительная оценка динамики осадконакопления // Современная геодинамика литосферы Сибири. Новосибирск, ИГиГ, 1986, с. 111—129.
36. Казанский А. Ю. Палеомагнетизм палеогеновых и неогеновых отложений Казахстана и Сибири. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1988, 16 с.
37. Дорофеев П. И. О находке третичной флоры на Алтае // Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 5, с. 1027—1029.
38. Никитин В. П. Флористические уровни неогена Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1988, с. 155—166.
39. Зальцман И. Г. Стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений южных районов Западно-Сибирской равнины // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 33—40.
40. Старобогатов Я. И., Ситникова Т. Я. Пути видообразования моллюсков озера Байкал // Журнал общей биологии, 1990, т. 51, № 4, с. 499—512.
41. Старобогатов Я. И. Фауна моллюсков и зоографическое районирование континентальных водоемов земного шара. М., Наука, 1970, 372 с.
42. Gorthner A. Bau, Funktion und Evolution komplexer Gastropodenshalen in Langzeit-Seen. Mit einem Beitrag zur Palaobiologie von Gyraulus „multiformis“ im Steinheimer Becken // Stuttgarter Beitr. Naturkunde., 1992, Ser. B, № 190, 183 S.
43. Жегалло В. И. Гиппарионы Центральной Азии. М., Наука, 1978, 155 с.
44. Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961, 332 с.
45. Suzuki K. Development of the Fossil Non-Marine Molluscan Faunas in Eastern Asia // Japanese J. of Geology and Geography. 1949, v. 21, № 1—4, p. 91—134.
46. Зыкин В. С. Значение пресноводных моллюсков для стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск, Наука, 1986, с. 94—102.
47. Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Чепалыга А. Л. Фауна пресноводных моллюсков из плиоцена Западной Монголии // Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., Наука, 1971, с. 33—48.
48. Габуня Л. К. К истории гиппарионов (по материалам неогена СССР). М., Изд-во АН СССР, 1959, 570 с.
49. Berggren W. A., Van Couvering J. A. The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v. 16, № 1/2, 216 p.

50. Ларионова Г. Я., Казанский А. Ю. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования палеогеновых и неогеновых отложений Горного Алтая // III Всесоюзный съезд по геомагнетизму. Тез. докл. Киев., 1986, с. 188—189.
51. Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., Недра, 1967, 256 с.
52. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 346 с.
53. Чухров В. Ф. Проблема образования железистого пигмента красноцветных пород // Гипергенные окислы железа. М., Наука, 1975, с. 126—134.
54. Чухров В. Ф., Ермилова Л. П., Звягин Б. Б., Горшков Д. В. Структура ферригидрита, ее формирование и трансформация // Гипергенные окислы железа. М., Наука, 1975, с. 42—47.
55. Johnson N. M., McGee V. E. Magnetic polarity stratigraphy: Stochastic properties of data, sampling problems and the evaluation of interpretations // J. Geophys. Res., 1983, v. 88, p. 1213—1221.
56. Besse J., Courtillot V. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, p. 4029—4050.
57. Collinson W. Methods in rock magnetism and paleomagnetism, technique and instrumentation. London, New-York., 1983, 374 p.

*Поступила в редакцию 17 марта 1995 г.*

V S. Zykin and A. Yu. Kazanskii

#### STRATIGRAPHY AND PALEOMAGNETISM OF CENOZOIC (PRE-QUATERNARY) DEPOSITS OF THE CHUYA DEPRESSION IN GORNY ALTAI

This paper is a review of stratigraphic and paleomagnetic studies of the Chuya Basin, the largest depression in Gorny Altai. The geological section of the Cenozoic depression sediments is one of the most complete sections for the Inner-Asian Cenozoic. The depression-filling sediments are considered in their stratigraphic sequence. Special attention is given to debatable problems on stratigraphic division and dating of stratigraphic units. Results of paleomagnetic studies of the Cenozoic depression deposits have been discussed. Most promising objects are indicated for detailed paleomagnetic works. Emphasis is placed on the important role of complex study of the Cenozoic Chuya depression sequence as one of the most complete sections in Inner Asia.

*Cenozoic, Chuya Depression, Gorny Altai, stratigraphy, paleomagnetism*

---